

刘冀彦,毛龙江,牛涛,等. 2013. 地形对 2011 年 9 月华西致灾暴雨强迫作用的数值模拟研究. 气象,39(8):975-987.

地形对 2011 年 9 月华西致灾暴雨强迫作用的数值模拟研究^{*}

刘冀彦¹ 毛龙江¹ 牛 涛² 陈 森³ 刘洪利² 王继志²

1 南京信息工程大学,南京 210044

2 中国气象科学研究院,北京 100081

3 云南大学,昆明 650091

提 要: 运用 GRAPES_Meso 模式对 2011 年 9 月 16—18 日发生在陕西、四川的连续特大致洪暴雨过程进行数值模拟。通过对比 3 套敏感性试验结果,揭示了气流与地形相互作用对本次致灾暴雨的影响,结果如下:(1)16—18 日在台风和蒙古高压共同影响下,850 hPa 在黄、渤海形成偏东水汽通道,使大量水汽经华北平原输送至华西地区,气流被秦岭分割为南北两支,北支在秦岭北侧受到迎风坡阻挡,形成强迫抬升和水汽辐合中心;南支暖湿气流从东部灌入汉中平原,受到“喇叭口”地形挤压而辐合上升。(2)平原与高大山脉的交错相间地形导致条带状正负垂直运动带产生,在垂直方向上形成强烈的抽吸作用,加之该地区 16—18 日丰沛的水汽交汇,从而引发大范围强降水。(3)海拔高度与地表起伏度均对降雨有较大影响,在同样海拔情况下,地表起伏度越大,就越容易产生暴雨。

关键词: 华西,数值模拟,致灾暴雨,地形强迫

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.08.004

Numerical Simulation Study on the Impact of Topographic Forcing on the Disaster Rainstorm in West China in September 2011

LIU Jiyan¹ MAO Longjiang¹ NIU Tao² CHEN Miao³ LIU Hongli² WANG Jizhi²

1 Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 Yunnan University, Kunming 650091

Abstract: Using the GRAPES_Meso model, the numerical simulation about the persistent flood rainstorm is carried out in Shaanxi and Sichuan Provinces from 16 to 18 September 2011. By comparing the three sets of sensitivity test results, it is revealed that the interaction between the airflow and the terrain contributes to the disaster rainstorm, and the detailed results are as follows: (1) by the common influence of typhoon and Mongolia high pressure during 16 to 18 September, an eastern water vapor channel is formed over the Yellow Sea and the Bohai Sea at 850 hPa, making a large quantity of moisture through the North China Plain transported to the West China region. The vapor is divided into two parts by Qinling Mountain: the north one and the south one. The north vapor is blocked and uplifted by Qinling Mountain and forms a water vapor convergence center. The south one enters the Hanzhong Plain and is influenced by the “bell mouth” terrain, which results in convergence and upward. (2) The parallel alternate ridges and valleys

^{*} 国家重点基础研究发展计划(973 计划)项目(2012CB417205)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201106050)和国家自然科学基金(40875077)共同资助
2012 年 10 月 18 日收稿; 2013 年 2 月 18 日收修定稿
第一作者:刘冀彦,主要从事暴雨诊断分析及数值模拟方面研究. Email: ljljy007@163.com
通信作者:毛龙江,Email: mlj1214@163.com

create positive and negative vertical wind band, forming a strong suction effect in the vertical direction, and moreover a plenty of water vapor convergence occurs in the same area, triggering the large-scale severe precipitation. (3) The altitude and the surface relief have great influence on rainfalls, and the greater the surface relief is when the altitude is the same, the easier rainstorm occurs.

Key words: West China, numerical simulation, disaster rainstorm, topographic force

引 言

地形对暴雨落区的分布有显著的影响(陶诗言, 1980)。一些特大暴雨往往产生于特定地形影响区域附近(章名立, 1978)。不同的天气形势、地形地貌在不同的时间和空间条件下的组合十分复杂。地形与环流相互作用问题一直是人们关注的焦点, 国内外的学者对此进行了大量研究。Barros 等(1998)研究 1996 年 1 月美国阿巴拉契亚山脉一次暴雨, 讨论了地形对暴雨雨团走向的影响, 结果表明中尺度雨团轨迹和山脉走向有非常好的联系。陈锡漳(1982)研究地形摩擦差异对低空东风扰动暴雨的影响, 指出地形对暴雨的影响主要表现为: 地形起伏对于过山气流的抬升作用, 地形摩擦造成的垂直速度和低空风场变化及地形差别造成的下垫面热力性质不同。Panziera 等(2010)指出, 相对于气层内平均风速的中尺度扰动风场特征与山区降雨具有好的相关性。孙健等(2002)研究 1998 年 7 月一次华南暴雨过程, 指出华南地区的复杂地形在这次华南暴雨过程中主要为动力性作用。崔春光等(2002)研究中尺度地形对 1998 年 7 月鄂东特大暴雨的动力作用, 表明地形抬高的摩擦层与辐合层相叠加, 使暴雨增强。毕宝贵等(2006)对 2002 年 6 月陕南暴雨一次过程进行研究发现, 秦岭山脉对降水的影响主要是通过地形产生的垂直次级环流实现的, 秦岭的地形高度变化与山脊降水量呈负相关。上述研究表明, 地形对中尺度暴雨的形成、分布和雨量的增加影响显著, 且十分复杂。其主要的困难在于单纯的地形强迫扰动变化与紧接而来的强降水对气流的反馈变化同时进行, 相互影响, 使实际过程复杂化。

随着高分辨率中尺度数值模式的日臻完善, 加上高速度、大容量的巨型计算机及网络的快速发展, 使数值预报成为天气预报的基础和重要工具(李媛等, 2011)。而这种地形对暴雨影响的复杂过程, 也可通过数值模拟方法进行分析研究。Nair 等(1997)采用 CSU 的 RAMS 模式模拟了 1972 年 6

月 9—10 日黑山(Black Hill)的强对流暴雨。翟国庆等(1995)利用美国 PSU/NCAR 中尺度模式(MM4)研究 1991 年 7 月浙西皖南山区的大暴雨过程, 表明中尺度地形对强降水区的分布和强度有重要影响, 强降水中心位于山地附近, 地形的动力及屏障作用对气流有明显影响。冯伍虎等(2001)利用中尺度数值模式(MM5)对 1996 年 8 月的河南省特大暴雨过程进行了数值模拟研究, 表明雨带和雨强分布与观测结果基本一致。张朝林等(2005)利用 MM5 模式对 2000 年 7 月北京地区特大暴雨过程进行数值模拟, 结果表明北京独特的地形特征和复杂的地势变化对此次降水的强度和落区有重要影响。王欢等(2006)利用 WRF 中尺度预报模式对 2003 年 7 月淮河流域的一次强暴雨过程进行数值模拟, 模拟结果较好地描述了本次暴雨及中尺度系统发生、发展的时空演变过程。谭燕等(2007)利用 GRAPES 中尺度区域模式对 2004 年 7 月北京城区的突发性暴雨过程进行集合预报试验, 结果表明 GRAPES 模式可有效地捕捉到中尺度过程的信息。陈超君等(2012)利用 GRAPES 模式对 2010 年温哥华奥运会 6 个场馆气温、相对湿度、风及降水量的预报结果进行检验, 结果表明: 相对湿度的准确率最高, 且随预报时效的增加, 其变化趋于稳定。姚昊等(2008)利用 WRF 模式中提供的不同平滑地形方案对 2007 年 5 月湖北西部地区的暴雨过程进行数值模拟, 地形与降水的时空分布有很大的相关性, 地形高度对降水的强度及落区影响较大。刘一等(2011)针对区域 GRAPES 模式, 设计比较不同尺度地形的模拟试验, 结果表明: 模式地形尺度的选择对模式预报能力有着非常重要的影响。魏建苏等(2011)、谢娜等(2011)等利用 WRF 模式分别模拟了 2008 年 7 月江苏和 2009 年 8 月成都地区的一次强降水天气过程, 结果表明: WRF 模式较好地模拟出雨带位置和雨量等级, 对中尺度天气系统具有良好的预报能力。

上述研究表明, 运用数值模拟的方法研究暴雨已经十分普遍, 但以往针对地形对暴雨影响的研究多集中在华北、江淮地带, 海拔高度普遍较低, 并无

特别大且复杂的地形。而针对我国西部大面积的高原、山地以及盆地等纵横交错复杂地形对暴雨影响的研究目前还较少。

秋季华西多稳定性降雨系统,在地形与气流相互作用的影响下,形成致灾性大暴雨,并引发洪水、地质灾害等异常天气灾害的案例频繁。因此,在中国西部复杂地形条件下,运用数值模拟的方式对地形作用下突发性致灾暴雨形成的机理研究十分有意义。

2011 年 9 月,我国陕西西安地区出现罕见持续暴雨,9 月 1—18 日,陕西持续阴雨,累计降雨量关中地区达 190~210 mm,截至 9 月 18 日,9 月份陕西省平均降水量为 244.6 mm,陕南最高达 620 mm,是常年同期的 3.7 倍。一共出现暴雨日 9 d,全省平均降水量和暴雨站次均为 1961 年以来历史同期最多。由于持续降雨,9 月 17 日 14 时,西安市灞桥区席王街山体滑坡,造成人员伤亡。另外,持续降雨还造成 210 国道秦岭段多处出现山石滚落和塌方,西安铁路局辖区部分线路路堑护坡开裂变形。研究表明,大气环流特征、对流层大气稳定度特征及其与秦岭山脉的相互作用对形成此次历史罕见持续暴雨产生了重要影响。

本文运用 GRAPES 区域中尺度模式对这次华西暴雨的成因进行分析,并通过地形和海拔高度的敏感性试验,研究秦岭大巴山地形对此次暴雨过程的影响。

1 华西致灾暴雨的数值模拟研究

1.1 模式简介

GRAPES (Global/Regional Assimilation and Prediction System)为全球与有限区通用、静力与非静力可选的多尺度数值预报模式。该系统的核心技术包括:资料变分同化;半隐式-半拉格朗日差分方案和全可压/非静力平衡动力框架;可自由组合的、优化的物理过程参数化方案;全球、区域一体化的同化与预报系统(陈德辉等,2008)。

GRAPES 模式在地形处理上采用的是加权平均的方法。随着数值预报对模式准确度的要求不断提高,王光辉等(2008)已开始尝试把性能优越的隐式切变滤波器应用于区域 GRAPES 模式的有效地形生成当中,试验结果表明:此方案能有效去掉原方案在地形处理上所引起的不同尺度的噪音,使降雨分布明显趋于合理。熊秋芬(2011)对 GRAPES_Meso 模式降水格点和站点的检验分析后得出:5 mm 以上降水次数在陕西、甘肃南部等地已与观测相当,对直径为 60 km 以上的雨团预报效果较好。

1.2 模式主要物理参数

GRAPES_Meso 模式的主要物理参数如表 1 所示。

表 1 模拟方案
Table 1 The scheme of simulation

项目	方案
动力过程	非静力平衡
嵌套	无
资料来源	T639 1°×1°的全球预报场资料作为初值,时间间隔为 12 h
空间分辨率	水平格距为 0.15°,网格点数为 502×330;垂直不等距 33 层(σ 面)
模拟范围	纬向 15°~64.35°N、经向 70°~145.15°E
物理过程	(1)wsm 6 微物理过程方案;(2)bmj 对流参数化方案;(3)rrtm 长波辐射方案;(4)sw-rad 短波辐射方案; (5)sfcslay 近地面层方案;(6)noah 陆面过程方案;(7)mrf 边界层方案
侧边界	松弛边界

2 模式对暴雨过程模拟结果分析

秦岭为我国南北气候的天然分界岭也是 800 mm 等降水量线,包括秦岭在内的华西地区的秋淋由于其持续时间长对农作物秋收及小麦播种有严重影响。图 1 显示了 2011 年 9 月 1—18 日关中地区

(33°~37°N、106°~111°E)含加密站共 1234 个气象站点逐日降水量及其占 18 d 总降水量百分比,可以看到这 18 d 关中地区的主要降水分为三个过程:9 月 4—6 日,11 日,16—18 日,其他时间段虽也有降水,但雨量均不大,不足以造成暴雨灾害。而在这三次过程中,16—18 日的降水过程在秦岭南北两侧同时产生持续性暴雨,形成两个降水中心,尤其在 17

日关中地区出现 323 站次的暴雨,较为罕见。另外,该过程不但占到 18 d 总降水量的 35.7%,而且与 2011 年 9 月 17 日 14 时发生在西安市灞桥区的山体滑坡事件在时间上极为吻合。因此,本文选取 16—18 日这次过程进行深入研究,以揭示秋雨的成因。

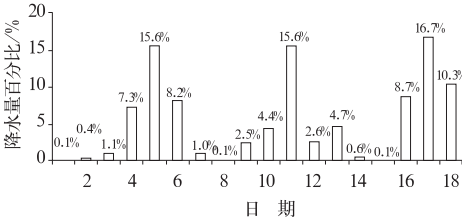
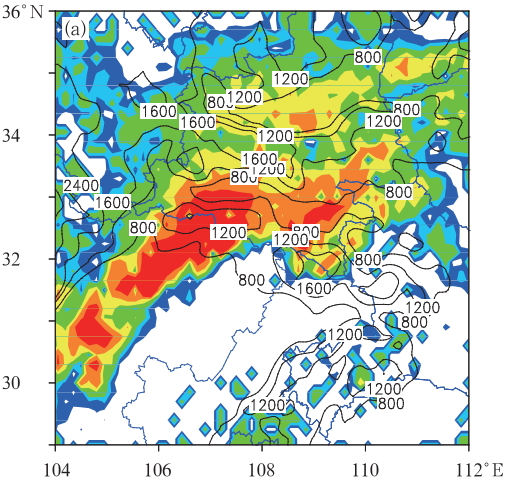


图 1 2011 年 9 月 1—18 日关中地区逐日降水量占 18 d 总降水量百分比
Fig. 1 The percentage of daily precipitation to total precipitation in the Guanzhong Region during 1 to 18 September 2011



2.1 地面降水量实况与模拟地面逐小时降水量对比

图 2 为 2011 年 9 月 17 日 8:00—14:00 地面降水量实况与模拟地面降水量对比,图中黑色实线为地形等高线(单位:m)。其中图 2a 是由实况资料得到的 17 日 8:00—14:00(北京时,下同)地面 6 h 累积降雨量。从图中可以看到,秦岭南北两侧分别存在一个降水中心。秦岭以北雨带与 1200 m 等高线走向较为一致,降水集中在关中平原地区,中心雨量超过 15 mm。南部雨带沿着秦岭—大巴山之间的峡谷地带分布,走向与 800~1200 m 等高线分布较为一致。进入四川盆地后,雨带由东西向转为东北—西南向,沿着四川盆地西部边缘成条带状分布,中心雨量超过 25 mm。图 2b 是与图 2a 同时段的模拟降水,从图中可以看出:GRAPES 模拟的雨带走向与实况基本吻合,说明模式模拟基本成功,只是在四川盆地降水中心略往东南方向偏移(模式模拟

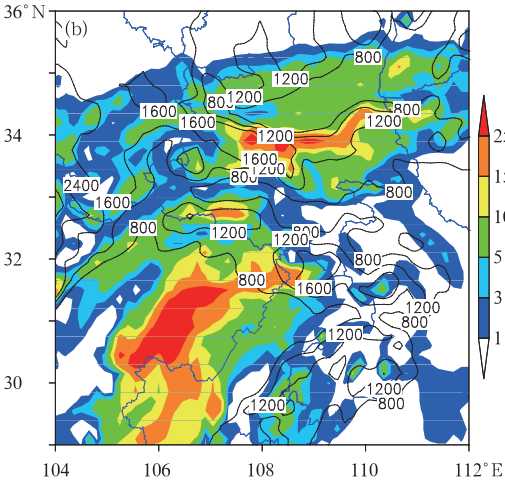


图 2 2011 年 9 月 17 日 08:00—14:00 地面降水量实况(a)与模拟地面降水量(b)对比(单位:mm)
(图中黑色实线为地形等高线)

Fig. 2 Comparison between the observed (a) and simulated (b) precipitation in 08:00—14:00 BT 17 September 2011 (unit: mm)

850 hPa 水平流场中,北风分量较实际风稍大,导致雨带往东南方向偏移)及在陕西东南部的商洛地区存在漏报。由于华西地区地形复杂,本次雨带范围的下垫面地形分别为四川盆地、大巴山脉、汉中平原、秦岭、关中平原和黄土高原,形成三盆地、两高山、一高原的复杂地形。高大的山脉地形与盆地平原纵横交错,对模式模拟雨量的准确性有很大影响,但对于本次重点研究区域——川陕交界处及关中平

原地区的强降雨中心、雨带走向和强度模拟结果还是和实况比较接近的,所以本文利用 GRAPES 模式研究 2011 年 9 月华西秋雨的可能成因。

2.2 水汽输送特征模拟对比

众所周知,暴雨的发生、发展除了必要的动力条件外,充足的水汽输送也是必不可少的因素(曹晓岗等,2009;郭锐等,2010;倪允琪等,2005;陶诗言等,

2008;尹东屏等,2010;张端禹等,2010;郑媛媛等,2009)。来自孟加拉湾的西南暖湿气流,是造成这次华西暴雨过程的水汽主要输送带(图略)。西南暖湿气流经云南、四川盆地,与北方冷空气相遇在川陕交界处辐合上升,气流转为偏东风。川陕交界处水汽通量高值中心达到 $14 \times 10^{-2} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 以上。而 18 d 中几乎没有降水的 9 月 1 日和 15 日该地区的水汽通量仅为 $4 \times 10^{-2} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 以下(图略)。

另外,16—18 日在双台风洛克和桑卡以及蒙古高压共同影响下,在 850 hPa(图略)黄、渤海形成一条偏东的水汽通道,使大量水汽经由河北南部、山

东、河南输送至关中平原和秦岭地区。根据 NCEP 资料分析显示,从 9 月 16 日 14:00 到 9 月 18 日 14:00,至少 48 h 的水汽强辐合中心维持在川陕交界处。此后,暴雨过程是以水汽输送中断、辐合线消失、秦岭地区低层大气位势不稳定能量由正值转为负值而告以结束。

2.3 水平风场的模拟对比

图 3a 为 2011 年 9 月 17 日 14:00 NCEP 分析的 850 hPa 水平风场。图 3b 显示了与图 3a 同时刻的水平风场的模拟结果。从图中可以看出风场的模拟结果与 NCEP 分析结果比较一致,在 850 hPa,存

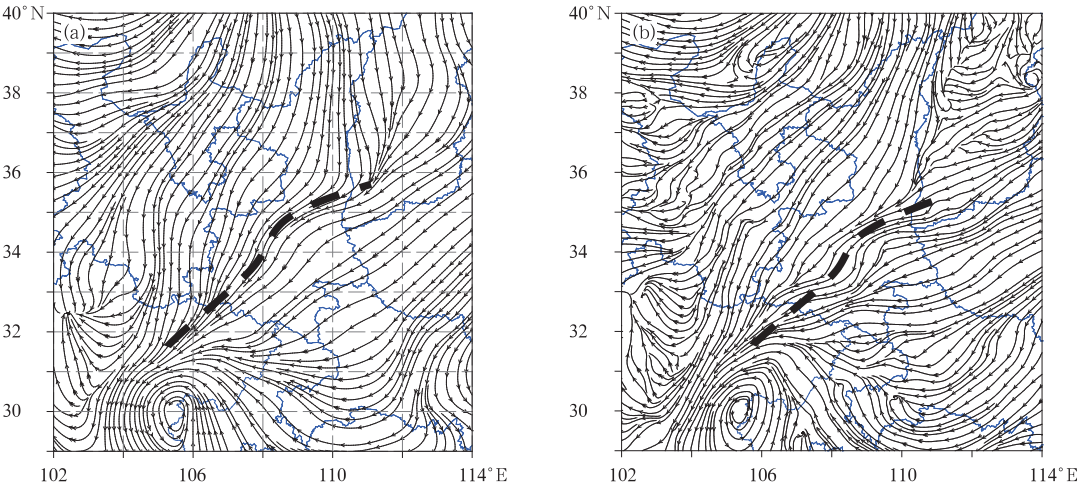


图 3 2011 年 9 月 17 日 14:00 NCEP 分析(a)与模拟(b)850 hPa 水平风场的对比(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
Fig. 3 Comparison of the 850 hPa horizontal wind fields between the NCEP data (a) and simulation result (b) at 14:00 BT 17 September 2011 (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

在一条东北—西南向辐合线,辐合线北侧为偏北气流,南侧为偏东(东北)和偏南气流。水平辐合有利于上升运动,这是关中平原产生降水的动力学原因之一。在四川盆地东侧,有一支明显的低涡,最大降水中心则出现在低涡的西北侧。

由此,GRAPES 模式较好地模拟了 2011 年 9 月 17 日致灾暴雨的雨量分布和风场特征。

3 GRAPES 模式模拟地形对暴雨过程的影响

3.1 模式地形对风场的影响分析

高度坐标是描述非静力平衡动力过程的理想垂直坐标,但是其“非光滑”的贴地坐标面又给下边界

条件的设定增加了困难。在 GRAPES 模式中,采用了既有“ σ ”坐标光滑的贴地坐标面,又兼有地形高度性质的高度地形追随坐标(height-based terrain-following coordinate)。

此坐标下的垂直速度 $\hat{w}$ 可表示为

$$\hat{w} = \frac{d\hat{z}}{dt} = \frac{d}{dt} \left[Z_T \frac{z - Z_s(x,y)}{\Delta Z_s} \right] = \frac{Z_T}{\Delta Z_s} \left[w - \frac{Z_T - z}{\Delta Z_s} \cdot w_s \right] \tag{1}$$

其中

$$w_s = v_s \cdot \nabla z_s \tag{2}$$

由式(1),可得

$$w = \frac{\Delta Z_s}{Z_T} \cdot \hat{w} + \frac{Z_T - Z}{\Delta Z_s} (v_s \cdot \nabla z_s) \tag{3}$$

式中, Z_s 和 Z_T 分别为地形高度和模式层顶高度,在

拉格朗日坐标系下, Z_s 是变量, Z_T 是常量。 ∇z 是地形坡度, 其他各变量详细的定义和推导见文献(薛纪善等, 2008)。

由式(1)可见, 在高度地形追随坐标下的垂直速度 $\hat{w}$ 是由 Z 坐标下的垂直速度 w 和地形强迫的垂直速度 w_s 所决定的。由式(2)可得地形强迫垂直速度 w_s 与水平风场 v_s 和下垫面的地形坡度 ∇z_s 成正比。由式(3)可得 w 随 ∇z_s 增大而增大, 如果修改 ∇z_s , w_s 会随之发生改变, 从而影响垂直速度 w 以及整个垂直环流, 激发不稳定释放, 影响降水的强度和分布。所以, 可以利用 GRAPES 模式来研究地形对垂直环流及降水的影响。

3.2 敏感性试验方案设计

为了研究地形海拔高度以及地形的起伏对于降水的影响, 敏感性试验设计方案见表 2, 其余物理参数同表 1, 试验区为 $31^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 、 $105^{\circ}\sim 113^{\circ}\text{E}$ 。

表 2 地形强迫作用敏感性试验设计方案
Table 2 The scheme of sensitivity experiment of topographic forcing

试验名称	试验内容	试验目的
CTRL	控制试验	再现天气过程
800 m-accidented	将试验区内 800 m 以上地区的海拔高度 $\times 50\%$	检测海拔高度对降水的影响
800 m-plain	将试验区全部改为 800 m 平面	检测起伏地形对降水的影响
400 m-plain	将试验区全部改为 400 m 平面	检测海拔高度及起伏地形对降水的影响

800 m-accidented 试验是将试验区内海拔 800 m 以上的地区高度 $\times 50\%$ (详见公式 4), Z 为原始地形高度。800 m-plain 和 400 m-plain 试验是分别将试验区统一改为 800 m 与 400 m 平面, 将 800 m-accidented、800 m-plain、400 m-plain 试验分别与 CTRL 试验模拟结果进行对比, 从而探讨秦岭一大巴山脉对此次降水的影响程度以及气流与山地地形相互作用产生致灾性暴雨的物理机制。

$$Z_{800-ac} = \begin{cases} 800 + 0.5(Z - 800) & Z > 800 \\ Z & Z \leq 800 \end{cases} \quad (4)$$

3.3 敏感性试验的降雨量对比

图 4 是 2011 年 9 月 17 日 8:00—14:00 时地面 6 h 累积降水量三种敏感性试验与 CTRL 试验对

比。从 CTRL(图 4a)模拟结果可以看到, 整个华西地区存在两个降水中心, 其中一个在大巴山以南的川陕交界处, 另一个中心则在秦岭以北的关中平原地区, 最大降雨量均在 25 mm 以上。

从 800 m-accidented 与 CTRL 试验差值可以看出, 四川盆地雨强变化不明显, 降雨中心有所减弱, 而其四周降雨有所增加。在关中平原有很明显的变化, 降雨量普遍减少, 最多处比 CTRL 试验减少了 10 mm 以上, 降水范围也有明显减少。在 800 m-plain 与 CTRL 试验差值中可以看到, 秦岭南北两侧雨量减小更为明显, 10 mm 以上减少区域增大。在 400 m-plain 试验中, 关中地区中心降雨量比 CTRL 试验减少了 20 mm 以上, 减少范围更大。由此可见, 秦岭一大巴山脉对关中平原的降水影响至关重要, 其中地表起伏度和海拔高度都对降水有重要影响。

3.4 敏感性试验的水平流场对比

图 5a 为 2011 年 9 月 17 日 14:00 CTRL 试验 850 hPa 水平流场图。由图可见, 暴雨发生期间, 在对流层低层, 分别来自北部、东部和南部的三支气流, 流经陕西南部—秦岭一大巴山区, 受到地形影响, 形成两条东北—西南向辐合线。一条位于关中平原地区, 辐合线北侧为偏北气流, 南侧为偏东气流; 另一条位于秦岭和大巴山之间的峡谷地带, 北侧为偏北气流, 南侧为偏南气流及来自东部绕大巴山南侧北上的气流。低空急流从秦岭东部, 经过秦巴山地之间的峡谷地带达到最大值, 一直延伸至四川盆地。辐合线偏南部气流呈气旋性环流, 水平辐合明显, 产生强迫上升, 形成暴雨天气。

图 5b、5c 和 5d 则分别是 800 m-accidented、400 m-plain、800 m-plain 与 CTRL 试验 850 hPa 流场差值。800 m-accidented 模拟结果显示, 由于敏感性试验减弱了秦岭山脉的阻挡作用, 试验区内偏东偏北气流加强, 导致关中地区辐合减弱, 四川盆地辐合线位置南移。偏差辐散中心发生在关中平原地区, 导致该地区降水减少。

图 5c、5d 与 5b 相比, 由于秦巴山地的高度削减更加明显, 关中平原地区偏东风加大, 形成更大的偏差性辐散区, 导致该地区降水在 400 m-plain 试验中达到最小。陕南及四川盆地地区由于辐合线南移, 并在四川盆地中部得到加强, 所以四川盆地的降水北部出现减弱, 南部出现增强现象, 这一点在 400 m-plain

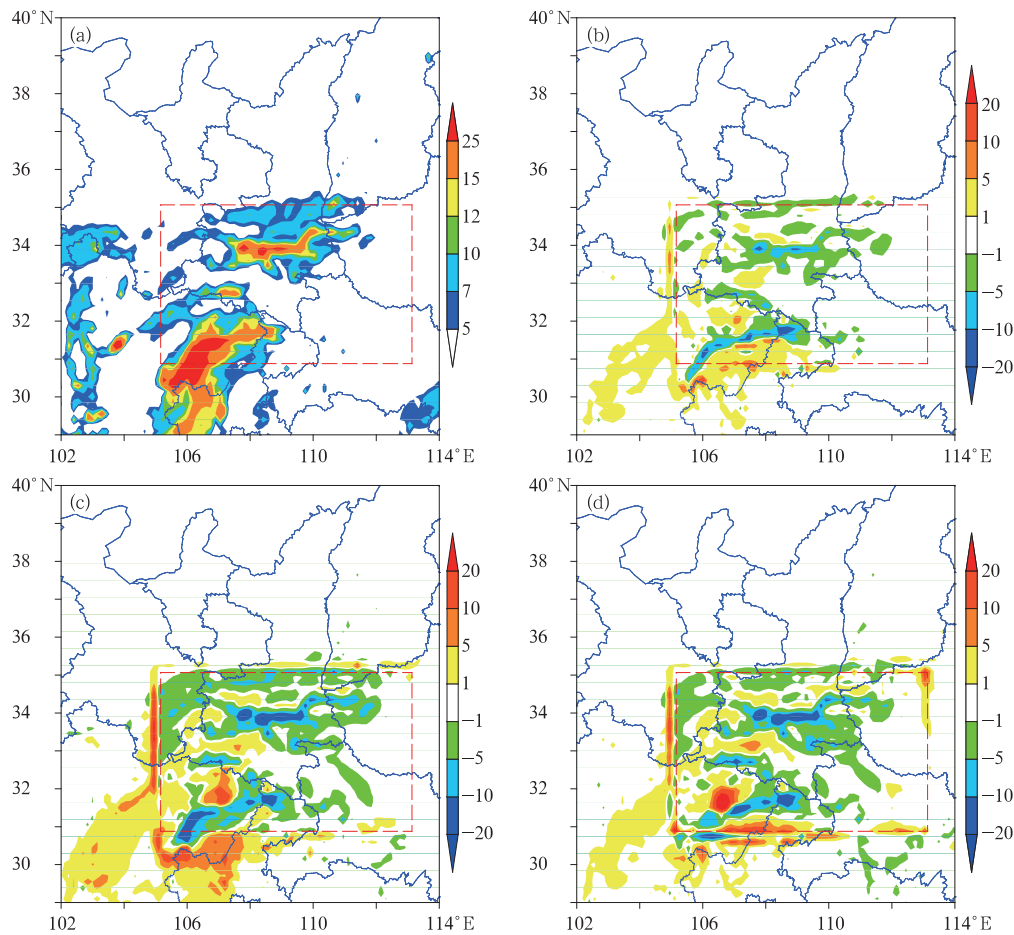


图 4 2011 年 9 月 17 日 08:00—14:00 控制试验与敏感性试验地面降水量对比(单位: mm)

(a) CTRL, (b) 800 m-accidented 与 CTRL 试验差值, (c) 400 m-plain 与 CTRL 试验差值, (d) 800 m-plain 与 CTRL 试验差值

Fig. 4 Comparison of surface precipitation between the control experiment and sensitivity experiment during 08:00—14:00 BT 17 September 2011 (unit: mm)

(a) CTRL, (b) difference value between the 800 m-accidented and the CTRL, (c) difference value between the 400 m- plain and the CTRL, (d) difference value between the 800m- plain and the CTRL

试验中最为显著。

综上所述,无论是 800 m-accidented、800 m-plain 还是 400 m-plain 试验,都可以明显地看出地形对 850 hPa 流场的影响。800 m-accidented 试验主要加强了东北风的南下,偏差风场与原风场基本一致,而 800 m-plain 与 400 m-plain 试验则加强了东风分量,削弱了关中平原的辐合,更加不利于该地区降水的产生。同时在四川盆地中部辐合得到加强,所以盆地北部降水减弱,南部增强。

根据上述流场分析,秦岭对北方低层冷空气的阻挡起到了相当大的作用。我们对比了沿 106°E 剖

面的 v 风分量(图略)。CTRL 试验模拟结果显示,北风最大值达到 $15\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,850 hPa 以下低层北风向南入侵至 31°N 左右,南来的暖湿气流向北被逐渐抬升。

800 m-accidented 试验中低层北方冷空气明显加强,925 与 850 hPa 最大风速均达到 $18\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,北风向南入侵至 30°N 左右。400 m-plain 试验中北风增强现象则更为明显,850 与 925 hPa 最大风速中心合为一体, $18\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上范围扩大,北风向南入侵至 29°N 以南,四川盆地完全被北风占据。

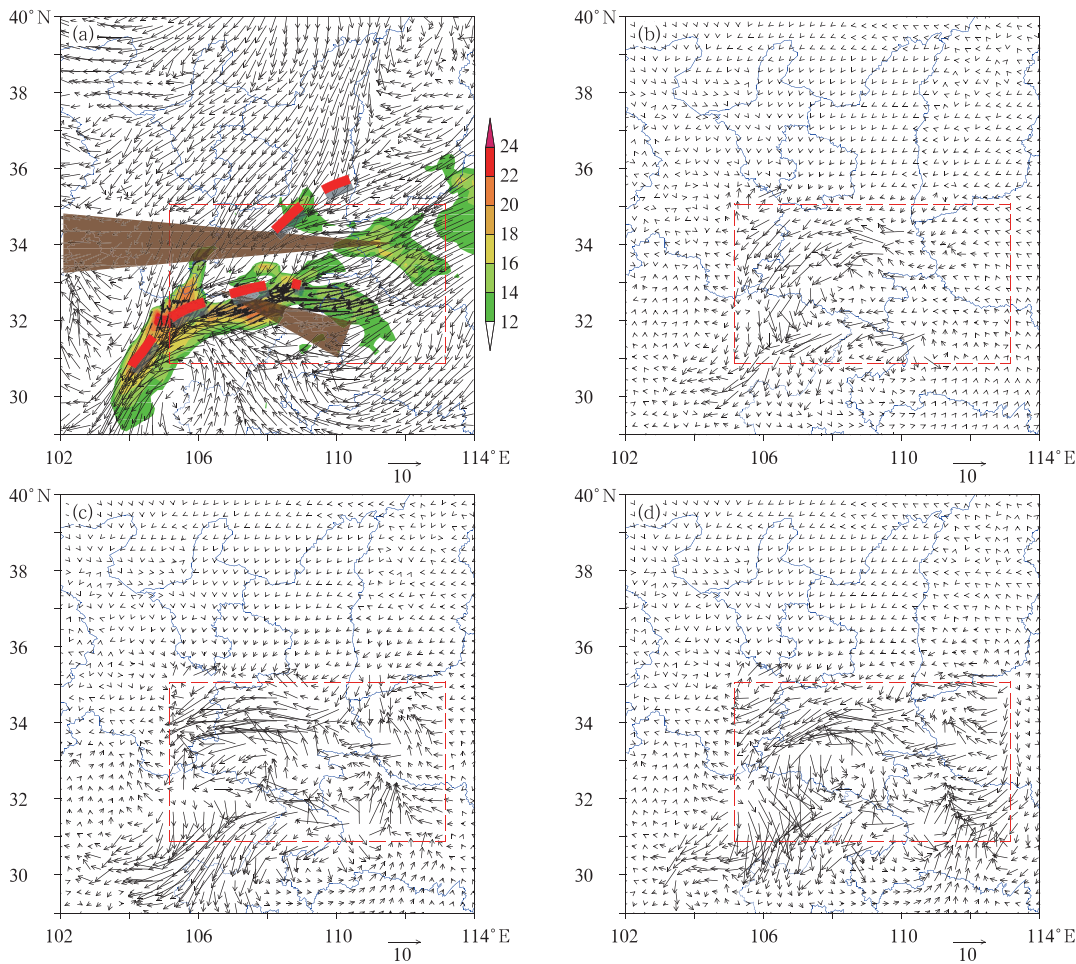


图 5 2011 年 9 月 17 日 14:00 CTRL 试验与敏感性试验 850 hPa 水平风场
(a) CTRL 试验(三角形为秦岭和大巴山的示意图,阴影区为风速大于 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的急流),
(b) 800 m-accented 与 CTRL 试验差值, (c) 400 m-plain 与 CTRL 试验差值,
(d) 800 m-plain 与 CTRL 试验差值

Fig. 5 Comparison of the 850 hPa horizontal wind fields between the control experiment and sensitivity experiment at 14:00 BT 17 September 2011 (unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

(a) CTRL (triangle is the schematic diagram for the Qinling and Daba Mountains, shadow is the jet stream where wind speed is greater than $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), (b) difference value between the 800 m-accented and the CTRL, (c) difference value between the 400 m-plain and the CTRL, (d) difference value between the 800 m-plain and the CTRL

3.5 敏感性试验的垂直速度对比

垂直运动的分布与暴雨或强对流区有明显的关系(丁一汇,2005)。图 6 为 2011 年 9 月 17 日 14:00 CTRL 与敏感性试验 850 hPa 垂直速度,而图 7 则是同时刻沿 108°E 垂直速度剖面图。由图 6a 可见,暴雨发生期间,在对流层低层,存在多条平行的正负相间的垂直运动带,其中上升运动带与图 4a 中的降雨落区有着较好的对应关系。而图 7a 则显示出低层水平方向上的上升(下沉)现象对应着对流层上层

的辐散(辐合),在垂直方向上形成强烈的抽吸作用,使气流上升更加剧烈,触发位势不稳定能量释放,也是促使暴雨发生的一个基本条件。

而在 800 m-accented 试验(图 6b)中,可以看到相对于 CTRL 试验(图 6a),垂直运动带无论从数量还是强度上都有明显的减少,其对应的降雨落区(图 4b)也同时减少。

图 6c 与 6d 在试验区内区别并不大,均为大面积微弱的上升气流,对应的对流层上层(图 7c 和 7d)下沉气流也较为微弱,不足以引发强对流天气过程。

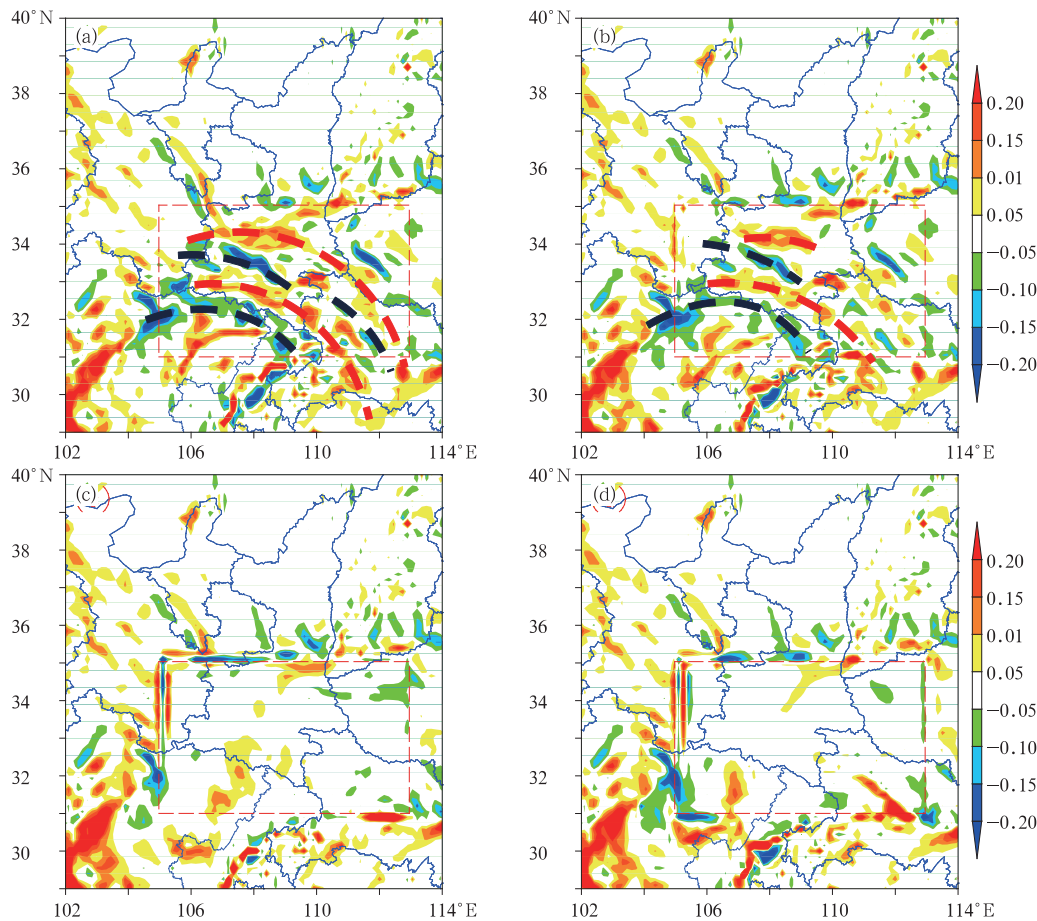


图 6 2011 年 9 月 17 日 14:00 CTRL 与敏感性试验 850 hPa 垂直速度
(a) CTRL 试验, (b) 800 m-accented 试验, (c) 400 m-plain 试验, (d) 800 m-plain 试验
Fig. 6 Comparison of the 850 hPa vertical velocity between the control experiment
and sensitivity experiment at 14:00 BT 17 September 2011 (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
(a) CTRL, (b) 800 m-accented, (c) 400 m-plain, (d) 800 m-plain

由此可见,下垫面的起伏程度对低层垂直速度有着极为重要的影响,华西地区地形由西南到东北方向依次经过四川盆地、大巴山、汉中平原、秦岭、关中和陕北黄土高原,平原与高大山脉的交错相间对近地面的气流产生直接影响,导致平行的正负相间垂直运动带产生,而强弱相间的垂直运动带越多、越明显,就越能引发中尺度对流降雨。

3.6 敏感性试验的水汽对比

地形对降水的影响不仅仅有单纯的迎风坡效应,水汽由较为开阔的地形进入峡谷,类似进入“喇叭口”,低层水汽堆积,同样会造成地形的强迫抬升,例如河南的“75.8”暴雨(丁一汇等,1978)。如果两种地形强迫作用同时存在,则更容易诱发暴雨。

图 8a 为 2011 年 9 月 17 日 14:00 CTRL 试验

850 hPa 水汽通量图,由图可见,水汽的高值中心在四川盆地及陕川渝交界处,表明自西南方向孟加拉湾来的暖湿气流在向北输送的过程中受到秦岭及大巴山的阻挡,在四川盆地北部与秦岭以南的汉中平原地区积聚下来,这是导致本次华西致灾暴雨的水汽供应来源之一。

另外,还有一支来自东部黄、渤海的低层水汽也输送至华西地区。在秦岭东部被分割成南北两支,南支水汽穿过秦巴山地之间的峡谷地带(汉水河谷),进入四川盆地,与南来的孟加拉湾暖湿气流辐合上升。在进入汉水河谷时,由于地形由宽变窄,类似于“喇叭口”,低层水汽堆积,被迫抬升。与此同时,此处 700 hPa 流场(图略)则以南风为主,将大量辐合上升的水汽吹往秦岭南坡,受到秦岭主峰山脊(太白山,3767 m)阻挡,进一步抬升,形成暴雨。两

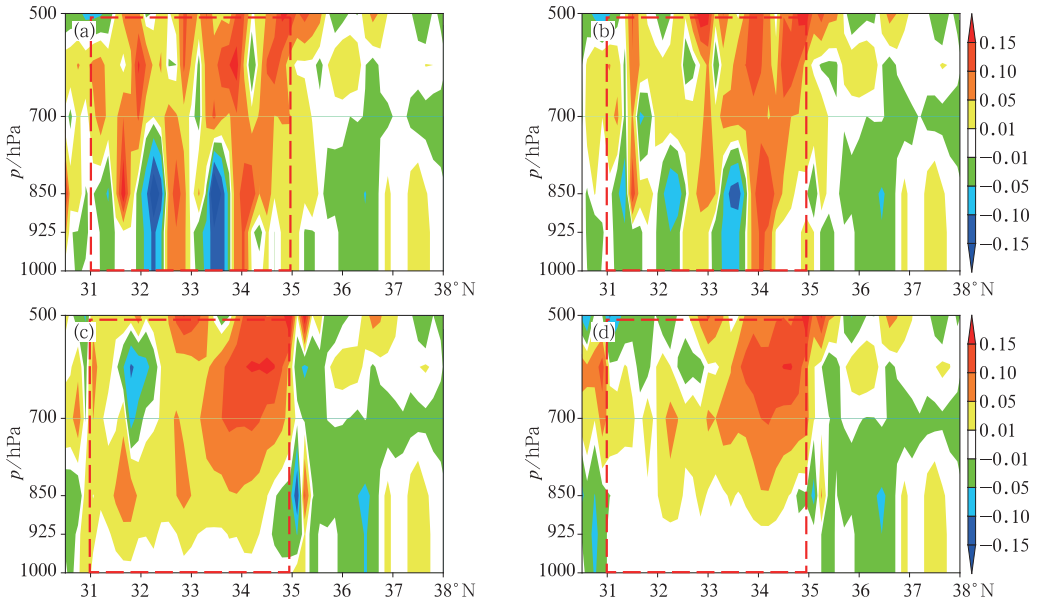


图 7 2011 年 9 月 17 日 14:00 沿 108°E 垂直速度剖面图对比
(a) CTRL 试验, (b) 800 m-accidented 试验, (c) 400 m-plain 试验, (d) 800 m-plain 试验
Fig. 7 Comparison of the vertical velocity profiles along 108°E between the control
experiment and sensitivity experiment at 14:00 17 September 2011 (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
(a) CTRL, (b) 800 m-accidented, (c) 400 m-plain, (d) 800 m-plain

种地形强迫抬升共同作用于川陕交界处,所以在此形成了本次过程的最强降雨中心。

而北支水汽进入秦岭以北的渭河谷地,与北方冷空气相遇,被迫向南过程中受到秦岭阻挡,此时北坡变为迎风坡,地形抬升作用明显,形成暴雨。这是 9 月 16—18 日关中平原产生暴雨的重要原因。

图 8b、8c 和 8d 则分别是 800 m-accidented、400 m-plain、800 m-plain 与 CTRL 试验 850 hPa 水汽通量的差值。从 800 m-accidented 模拟结果可以看出,在削减了秦巴山脉的高度以后,北支水汽在向南移动过程中由于秦岭的阻挡作用减弱,北坡的地形强迫水汽辐合也就减弱,原本高海拔的山区水汽增加明显,说明此时低层水汽向山区扩散。北坡的关中地区降水明显减弱,这一点由图 4b 得到验证。南支水汽同样扩散至大巴山区,原本绕大巴山南侧气流减弱,这削弱了南来的暖湿气流,使得辐合线往南推移。

从 800 m-plain(图 8d)试验中可以发现,原来大巴山北侧汉水河谷中心地区以及南侧四川盆地中部的水汽高值中心均出现较 800 m-accidented 试验更显著的减少,而山区的水汽则得到不同程度的增强,在 400 m-plain(图 8c)试验中这种现象则更为明显。

说明北支水汽向山区扩散更加显著,使得北坡关中地区降水进一步减少(图 4c);南支水汽在进入汉水河谷时由于“喇叭口”地形消失,低层水汽被“均摊”了,堆积辐合上升也随之减弱。

图 9 是与图 8 同时刻的 700 hPa 水汽通量散度图,从图中可以看出 CTRL 试验(图 9a)秦岭附近水汽辐合最强处与地形 1500 m 等高线(黑色粗实线)位置对应相当一致,在秦岭以南的水汽辐合中心也处于大巴山脉的脊线上(1000 m 等高线)。而秦巴山脉之间的汉中平原,以及秦岭以北的关中平原,大巴山以南的四川盆地,700 hPa 则成为水汽辐散区域。

而在对流层低层 850 hPa(图略),秦巴山地的水汽辐合与辐散现象则几乎完全相反,山脊两侧的平原和盆地则为水汽辐合中心。这种盆地平原与高大山脉相互间隔的地形十分有利于形成近地面中小尺度气流波动,从而造就了近地面水汽的辐散和辐合,这一辐散、辐合恰与 700 hPa 的辐散、辐合相对应,形成垂直方向上的闭合环流,这是导致该地区暴雨频发的直接原因。

800 m-accidented 试验中削减了试验区山脉主峰的高度,但地形起伏依然存在,700 hPa(图 9b)与

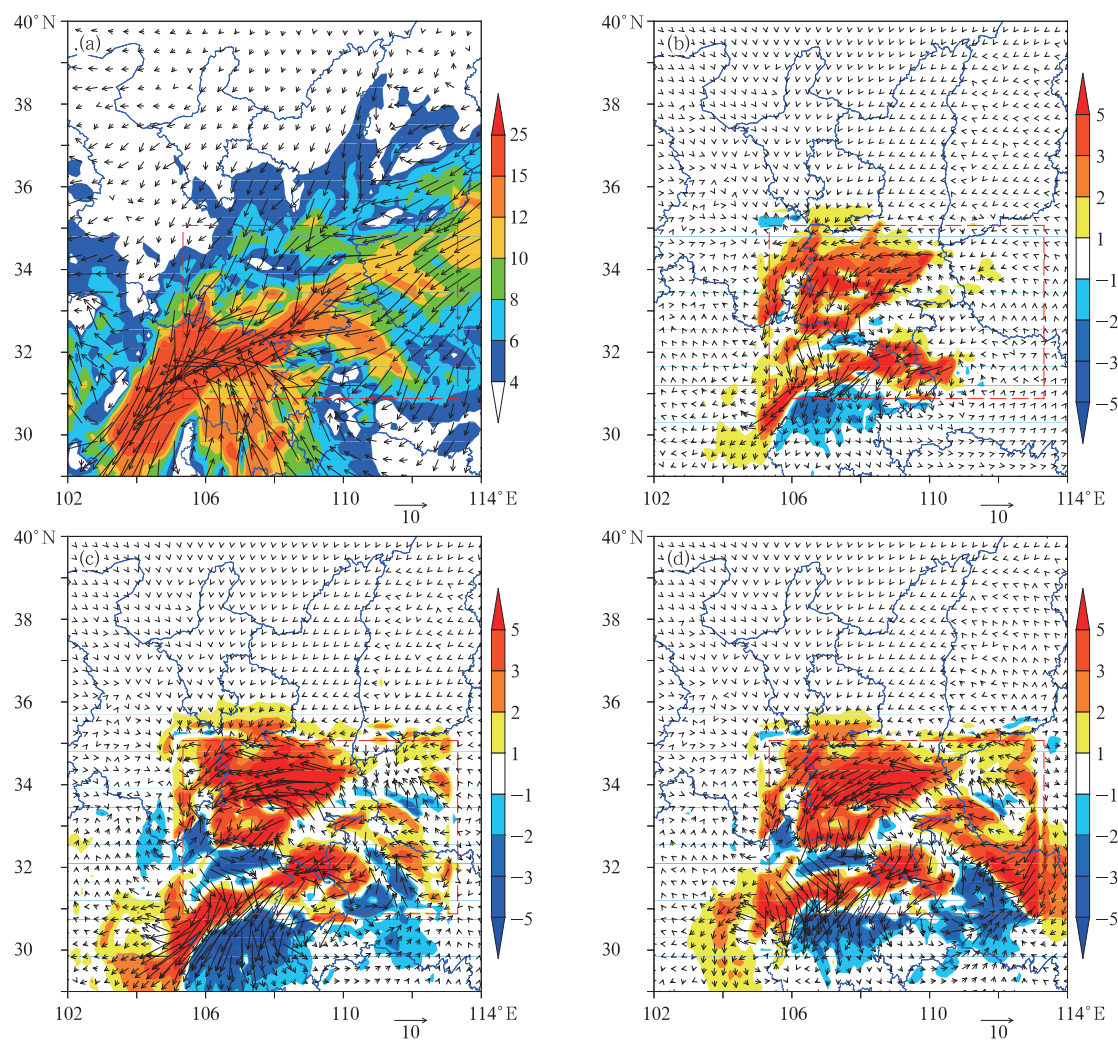


图 8 2011 年 9 月 17 日 14:00 CTRL 试验与敏感性试验 850 hPa 水汽通量
(单位: $0.01 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$)
(a) CTRL 试验, (b) 800 m-accented 与 CTRL 试验差值, (c) 400 m-plain 与 CTRL 试验差值,
(d) 800 m-plain 与 CTRL 试验差值

Fig. 8 Comparison of the 850 hPa vapor flux between the control experiment and sensitivity experiment at 14:00 17 September 2011 (unit: $0.01 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$)
(a) CTRL, (b) difference value between the 800 m-accented and the CTRL,
(c) difference value between the 400 m-plain and the CTRL, (d) difference value between the 800 m-plain and the CTRL

850 hPa 高度上的水汽通量散度辐合与辐散范围明显减小,强度减弱;800 m-plain 与 400 m-plain 试验中由于地形起伏完全消失,试验区内水汽通量散度削弱更加明显,几乎没有较强的辐合与辐散中心。水汽辐合的削弱同时伴随垂直环流系统的削弱(如图 7),那么暴雨也就不会产生。

综上所述,数值试验表明 2012 年 9 月 16—18 日的暴雨过程其成因为:850 hPa 低层由东部黄、渤海输送大量水汽至关中平原—秦岭巴山地区,同时

700 hPa 由西南孟加拉湾输送大量水汽至华西地区,而在冷空气南下的过程中,冷暖空气交汇于关中平原,同时暖湿空气在被迫往南推移的过程中,遇到山脉的阻挡后在秦岭北麓辐合上升,因此在关中平原产生暴雨中心。而与此同时秦岭巴山地区的暖湿空气受到“喇叭口”地形挤压辐合上升,在 700 hPa 偏南风的影响下转向北推进,从而造成水汽通量散度 850 hPa 辐合区与 700 hPa 辐散区相对应的现象,这种对应有利于对流系统发展,因此形成秦岭南

坡至巴山之间的降水。四川盆地北侧的降水则是由南支气流输送的大量暖湿空气遇到盆地北坡和山脉的阻挡作用形成大面积水汽辐合抬升造成的。在这一过程中,地形起伏和海拔高度都起了重要作用。

由此可见东部黄渤海和南部孟加拉湾的水汽输送至秦岭和巴山地区,受到平原山地交错分布的地形动力强迫,形成两个迎风坡效应和一个“喇叭口”地形作用,这是本次暴雨产生的可能机制。

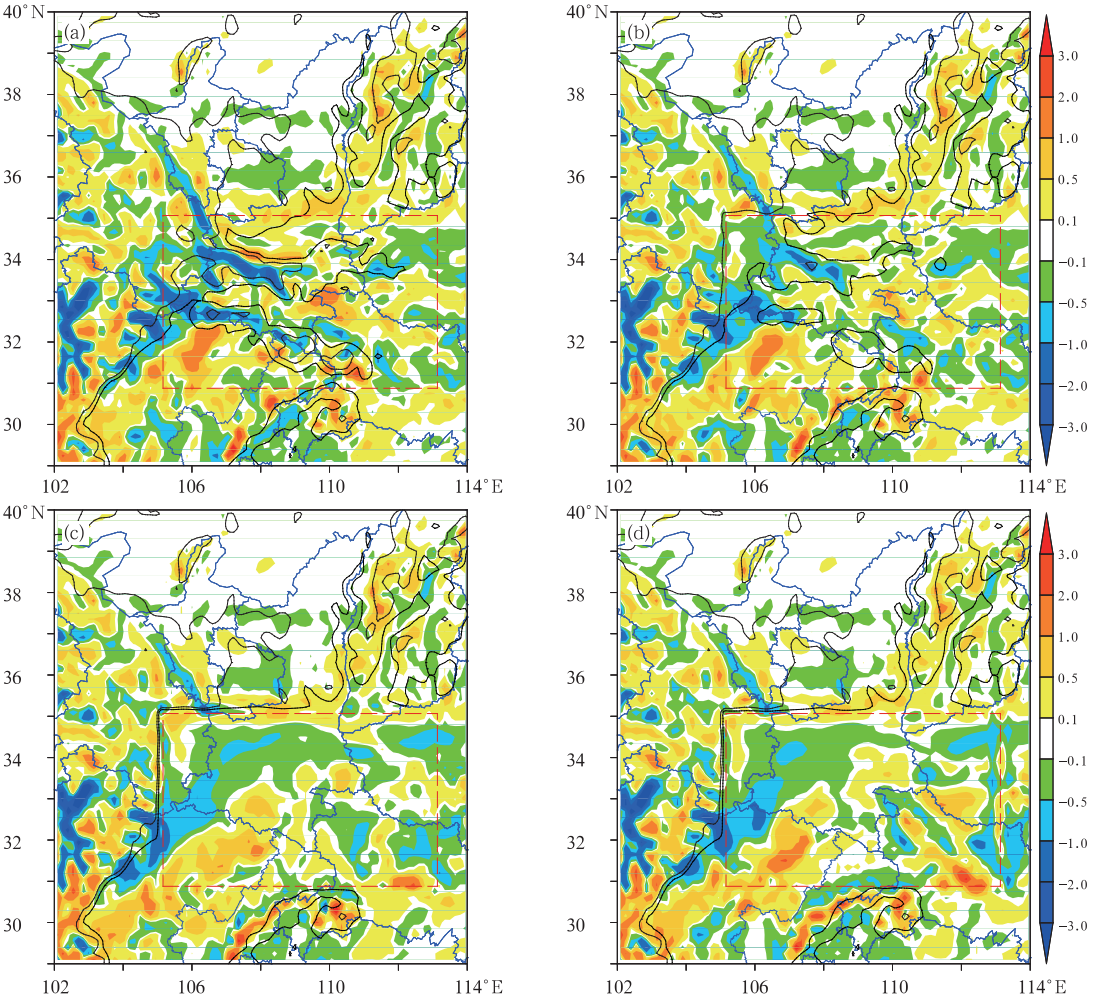


图 9 2011 年 9 月 17 日 14:00 CTRL 试验与敏感性试验 700 hPa 水汽通量散度
(单位: $10^{-6} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$; 图中黑色粗、细实线分别是地形 1500、1000 m 等高线)
(a) CTRL 试验, (b) 800 m-accented 试验, (c) 400 m-plain 试验, (d) 800 m-plain 试验
Fig. 9 Comparison of the 700 hPa moisture flux divergence between the control experiment and sensitivity experiment at 14:00 17 September 2011 (unit: $10^{-6} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$; the continuous thick line and the continuous thin line are the 1500 and 1000 m altitude contour lines)
(a) CTRL, (b) 800 m-accented, (c) 400 m-plain, (d) 800 m-plain

4 结果与讨论

本文对 2011 年 9 月 16—18 日发生在川陕交界处的连续特大致洪暴雨过程进行数值模拟分析,并对秦岭地区地形强迫效应做敏感性试验,探讨气流与地形对本次致灾暴雨的影响,初步结果如下:

(1) 通过与实况降水的对比,可以认为 GRAPES_Meso 模式的模拟结果较好地再现了这次陕西和四川的连续特大致洪暴雨过程。合理的模拟结果提供了时间和空间都十分连续的数据。
(2) 华西地区地形复杂,敏感性试验表明平原与高大山脉的交错相间对近地面气流产生直接影响,形成平行条带状、正负相间的垂直运动带,在垂直方

向上形成强烈的抽吸作用。而强弱相间的垂直运动带越多、越明显,就越容易引发中尺度对流降雨。

(3)从 850 hPa 水汽通量场可以看出,华西地区低层有一支来自于东部黄、渤海地区的水汽,在秦岭东部分为南北两支。北支水汽受到北方冷空气影响,在向南推移过程中又受到秦岭地形抬升,形成关中地区的暴雨;而南支水汽进入汉水河谷地区受到“喇叭口”地形强迫,同样抬升形成暴雨。这也是 17 日的暴雨在秦岭南北分别有一个强降水中心的原因。

(4)水汽通量散度则表明,9 月 17 日在冷空气南下的过程中,秦岭南北两侧的渭河和汉水河谷地区水汽通量散度在 700 hPa 为辐散区而在 850 hPa 为辐合区,而秦岭山脊在 700 hPa 却处于强辐合区,这种水汽上下层配置,为该地区大范围降水提供了条件。

(5)当敏感性试验中削减了秦岭及大巴山的海拔高度后,模拟的 9 月 16—18 日的暴雨过程为:南北两支水汽汇合成一支,在北方冷空气的推送下,直接进入四川盆地,使四川盆地中南部的降水增大,关中平原和秦岭地区的降水减少。可见,地形起伏和海拔高度在这次暴雨中都起了重要作用。

(6)数值试验结果表明:东部黄、渤海和南部孟加拉湾的水汽输送至秦岭和巴山地区,受到平原山地交错分布的地形动力强迫,形成两个迎风坡效应和一个“喇叭口”地形作用,这是本次暴雨产生的可能机制。

参考文献

毕宝贵,刘月巍,李泽椿. 2006. 秦岭大巴山地形对陕南强降水的影响研究. 高原气象,25(3):485-494.

曹晓岗,张吉,王慧,等. 2009. “080825”上海大暴雨综合分析. 气象,36(4):51-58.

陈超君,王东海,李国平,等. 2012. 冬季高海拔复杂地形下 GRAPES-Meso 要素预报的检验评估. 气象,38(6):657-668.

陈德辉,薛纪善,杨学胜,等. 2008. GRAPES 新一代全球/区域多尺度统一数值预报模式总体设计研究. 科学通报,53(20):2396-2407.

陈锡璋. 1982. 地形摩擦差异对低空东风扰动暴雨的影响. 长江流域暴雨文集. 北京:气象出版社,40-50.

崔春光,闵爱荣,胡伯威. 2002. 中尺度地形对“98.7”鄂东特大暴雨的动力作用. 气象学报,60(5):602-612.

丁一汇,蔡则怡,李吉顺. 1978. 1975 年 8 月上旬河南特大暴雨的研究. 大气科学,2(4):276-289.

丁一汇. 2005. 高等天气学. 北京:气象出版社,329-330.

冯伍虎,程麟生,程明虎. 2001. “96·8”特大暴雨和中尺度系统发展结构的非静力数值模拟. 气象学报,59(3):294-307.

郭锐,李泽椿,张国平. 2010. ATOVS 资料在淮河暴雨预报中的同化应用研究. 气象,36(2):1-12.

李媛,刘健文,董佩明,等. 2011. GRAPES-3Dvar 雷达资料直接同化对江淮暴雨数值预报影响的分析研究. 气象,37(4):403-411.

刘一,陈德辉,胡江林,等. 2011. GRAPES 中尺度模式地形有效尺度影响的理想数值试验研究. 热带气象学报,27(1):53-62.

倪允琪,周秀骥. 2005. 我国长江中下游梅雨锋暴雨研究的进展. 气象,31(1):9-12.

孙健,赵平,周秀骥. 2002. 一次华南暴雨的中尺度结构及复杂地形的影响. 气象学报,60(3):333-342.

谭燕,陈德辉. 2007. 基于非静力模式物理扰动的中尺度集合预报试验. 应用气象学报,18(3):396-406.

陶诗言,卫捷,张小玲. 2008. 2007 年梅雨锋降水的大尺度特征分析. 气象,35(4):3-15.

陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京:科学出版社.

王光辉,陈峰峰,沈学顺,等. 2008. 数值模式中地形滤波处理及水平扩散对降雨预报的影响. 地球物理学报,51(6):1642-1650.

王欢,倪允琪. 2006. 2003 年淮河汛期一次中尺度强暴雨过程的诊断分析和数值模拟研究. 气象学报,64(6):734-742.

魏建苏,陈鹏,孙燕,等. 2011. WRF 模式对江苏一次强降水过程的模拟分析. 大气科学学报,32(2):232-238.

谢娜,施娟,安峡,等. 2011. 成都地区一次暴雨过程数值模拟及敏感性试验. 高原山地气象研究,31(2):39-44.

熊秋芬. 2011. GRAPES_Meso 模式的降水格点检验和站点检验分析. 气象,37(2):185-193.

薛纪善,陈德辉. 2008. 数值预报系统 GRAPES 的科学设计与应用. 北京:科学出版社,70-72.

姚昊,潘晓滨,臧增亮. 2008. 一次鄂西地区暴雨过程中地形敏感性试验研究. 气象与环境学报,24(5):61-66.

尹东屏,张备,孙燕,等. 2010. 2003 年和 2006 年梅汛期暴雨的梅雨锋特征分析. 气象,36(6):1-6.

翟国庆,高坤,俞樟孝,等. 1995. 暴雨过程中中尺度地形作用的数值试验. 大气科学,29(4):475-480.

张朝林,季崇萍,Hwa K Y. 2005. 地形对“00.7”北京特大暴雨过程影响的数值研究. 自然科学进展,15(5):572-578.

张端禹,王明欢,陈波. 2010. 2008 年 8 月末湖北连续大暴雨的水汽输送特征. 气象,36(2):48-53.

章名立. 1978. 地形对暴雨的影响. 暴雨文集,长春:吉林人民出版社:58-64.

郑媛媛,张小玲,朱红芳,等. 2009. 2007 年 7 月 8 日特大暴雨过程的中尺度特征. 气象,35(2):3-7.

Barros A P,Kuligowski R J. 1998. Orographic effects during a severe wintertime rainstorm in the Appalachian Mountains. Mon Wea Rev,126(10):2648-2672.

Nair U S,Hjelmfelt M R,Pielke Sr R A. 1997. Numerical simulation of the 9-10 June 1972 Black Hills storm using CSU RAMS. Mon Wea Rev,125(8):1753-1766.

Panziera L,Germann U. 2010. The relation between airflow and orographic precipitation on the southern side of the Alps as revealed by weather radar. Quart J R Meteor Soc,136(646):222-238.